2

La tierra dinámica

Dejad que el ancho mundo gire siempre en los vibrantes surcos del cambio.

A. Tennyson (1809-1892).

Las zonas externas de la Tierra

Según parece a nuestra experiencia directa, la tierra puede describirse físicamente como una bola rocosa (la corteza), parcialmente recubierta de agua (la hidrosfera) y todo ello dentro de una envoltura gaseosa (la atmósfera). A estas tres zonas físicas es conveniente añadir una zona biológica (la biosfera). El sistema, corteza, atmósfera e hidrosfera se suelen considerar como un sistema cerrado, o sea, estabilizado. Esto significa que si un miembro del sistema tiene pérdidas se compensa con adiciones en los demás. Sólo el helio y el hidrógeno son suficientemente livianos para escapar del sistema.

La *atmósfera* es la capa de gases y vapor de agua que envuelve a la tierra. Está constituida esencialmente por una mezcla de nitrógeno y oxígeno, con cantidades menores de vapor de agua, anhídrido carbónico y gases inertes, como el argón. Geológicamente, tiene importancia por ser el medio donde se manifiestan el clima y el tiempo, el viento, las nubes, la lluvia y la nieve.

La *hidrosfera* comprende todas las aguas naturales del exterior de la tierra. Los océanos, mares, lagos y ríos cubren alrededor de las tres cuartas partes de su superficie. Pero no es esto todo. Bajo tierra, en una extensión de unos pocos centenares de metros, en algunos lugares, los intersticios y fisuras de las rocas están también ocupados por el agua. Tal agua subterránea, como se llama, se concentra en manantiales y pozos, y algunas veces aparece tan abundantemente que produce inundaciones en las minas. Así pues, hay un manto de agua, algo irregular, pero casi continuo, alrededor de la tierra, que satura las rocas y que cubre las enormes depresiones que forman el fondo de los océanos, sumergidas por completo. Si fuese distribuido uniformemente sobre la superficie de la tierra, formaría un océano de unos 2750 metros de profundidad.

La *biosfera*, o esfera de la vida, es probablemente una idea menos familiar para nosotros. Pero se debe pensar en los grandes bosques y praderas, con sus agrupaciones incontables de insectos y animales diversos. Se han de recordar también los céspedes de algas marinas, los extensos bancos de moluscos, de arrecifes coralinos y los bancos de peces. Añádase a todo esto la inconcebible cantidad de bacterias y otras plantas y animales microscópicos. Miríadas de estos diminutos organismos se encuentran en cada centímetro cúbico de aire, agua o tierra. Consideradas en conjunto, las diversas formas de vida constituyen una red intrincada y en evolución permanente que reviste la superficie de la tierra con un tapiz casi continuo. Ni siquiera las nieves perpetuas, ni las arenas de los desiertos logran interrumpirlo por completo, y los campos de lava reciente salida de los cráteres volcánicos, son invadidos rápidamente por el ímpetu de la vida exterior. Así es la esfera de la vida, y tanto geológica como geográficamente no es de importancia menor que las zonas físicas. Entre sus muchos productos se encuentran carbón, petróleo, gas natural, la mayor parte del oxígeno que respiramos y calizas en gran abundancia (fig. 2.1).

La *corteza* (fig. 2.2) es la envoltura externa de

Figura 2.1. Dos célebres productos de la Biosfera. Hace muchos millones de años, las conchas en forma de moneda de incontables generaciones de nummulites se acumularon en el fondo de un mar, hoy desaparecido, para formar potentes y extensos depósitos de calizas nummulíticas que hoy constituyen las rocas de gran parte del desierto libio y egipcio. En un afloramiento sobresaliente de esta roca fue excavada la Esfinge, probablemente durante el reinado de Kefrén, hacia el año 2900 a.C.; muy cerca, se ve su pirámide, construida con bloques gigantescos de la misma caliza nummulítica, extraídos de las colinas del otro lado (este) del Nilo. Tanto las piedras como los constructores fueron, un día, parte de la Biosfera *(Sindicación Internacional).*

la parte sólida de la tierra. Está formada por una gran variedad de rocas. En los continentes su superficie está cubierta corrientemente por una capa de suelo u otros depósitos detríticos, como las arenas del desierto. La idea de que la tierra tiene una corteza se remonta a Descartes (1596-1650), que la imaginó como una envoltura de roca pesada, cubierta por arenas y arcillas más livianas, alrededor de un interior metálico. Leibnitz (1646-1716) sugirió que la tierra se había enfriado desde un estado incandescente y que la parte rocosa externa —la primera en enfriarse y consolidarse— había formado una corteza que cubría un interior aún fundido. Esta concepción, de que la corteza es una capa de roca sólida relativamente delgada sobre un interior líquido, prevaleció hasta hace un siglo, en que se demostró que era errónea.

Entonces se empezó a sospechar que si la mayor parte de la masa interior fuera líquida, las marcas oceánicas tendrían un rango de amplitud mucho menor del que tienen actualmente. Las mareas revelan una clara diferencia de movimiento

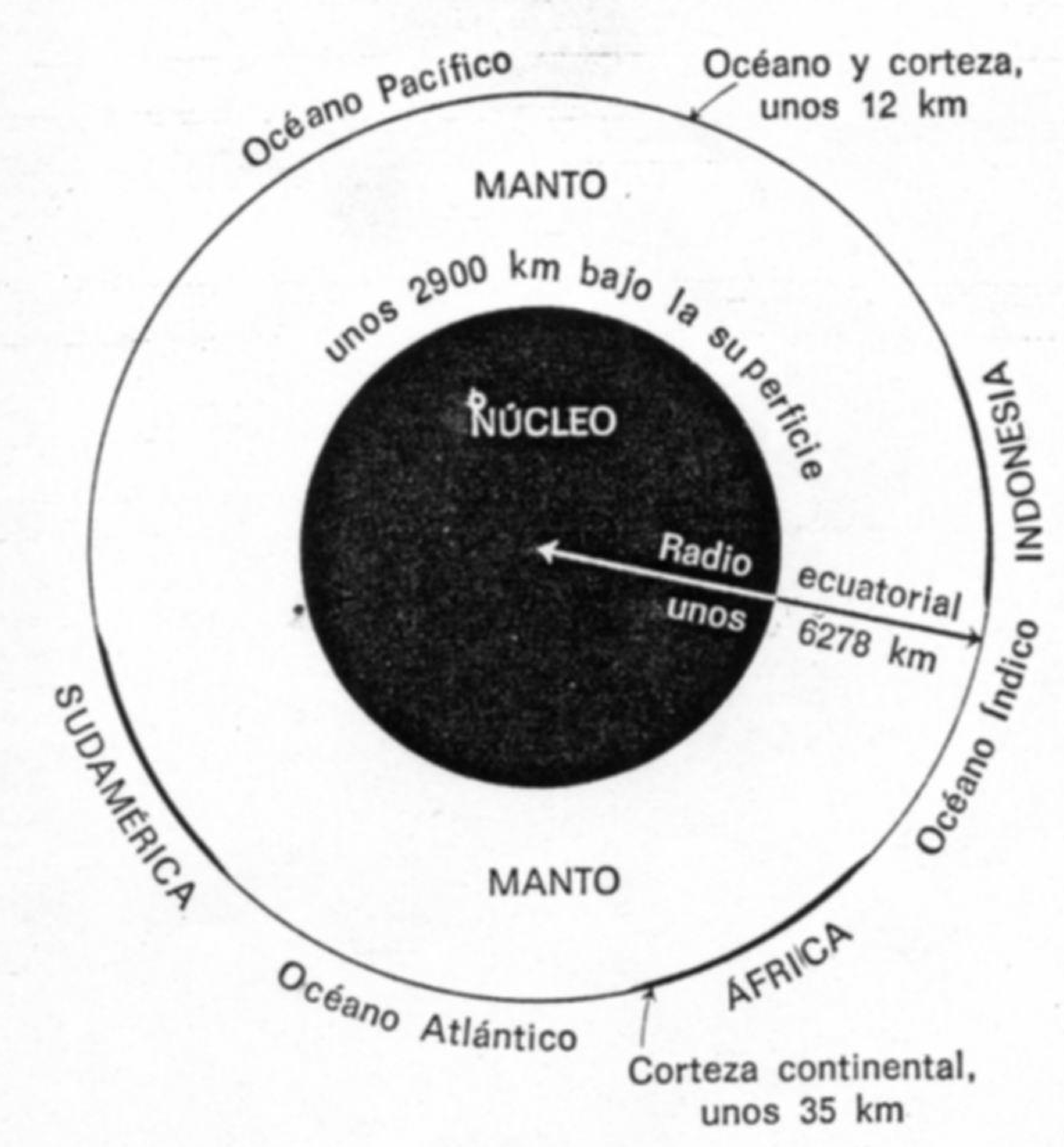


Figura 2.2. Sección ecuatorial de la Tierra, donde se indica la corteza (continental y oceánica), el manto y el núcleo.

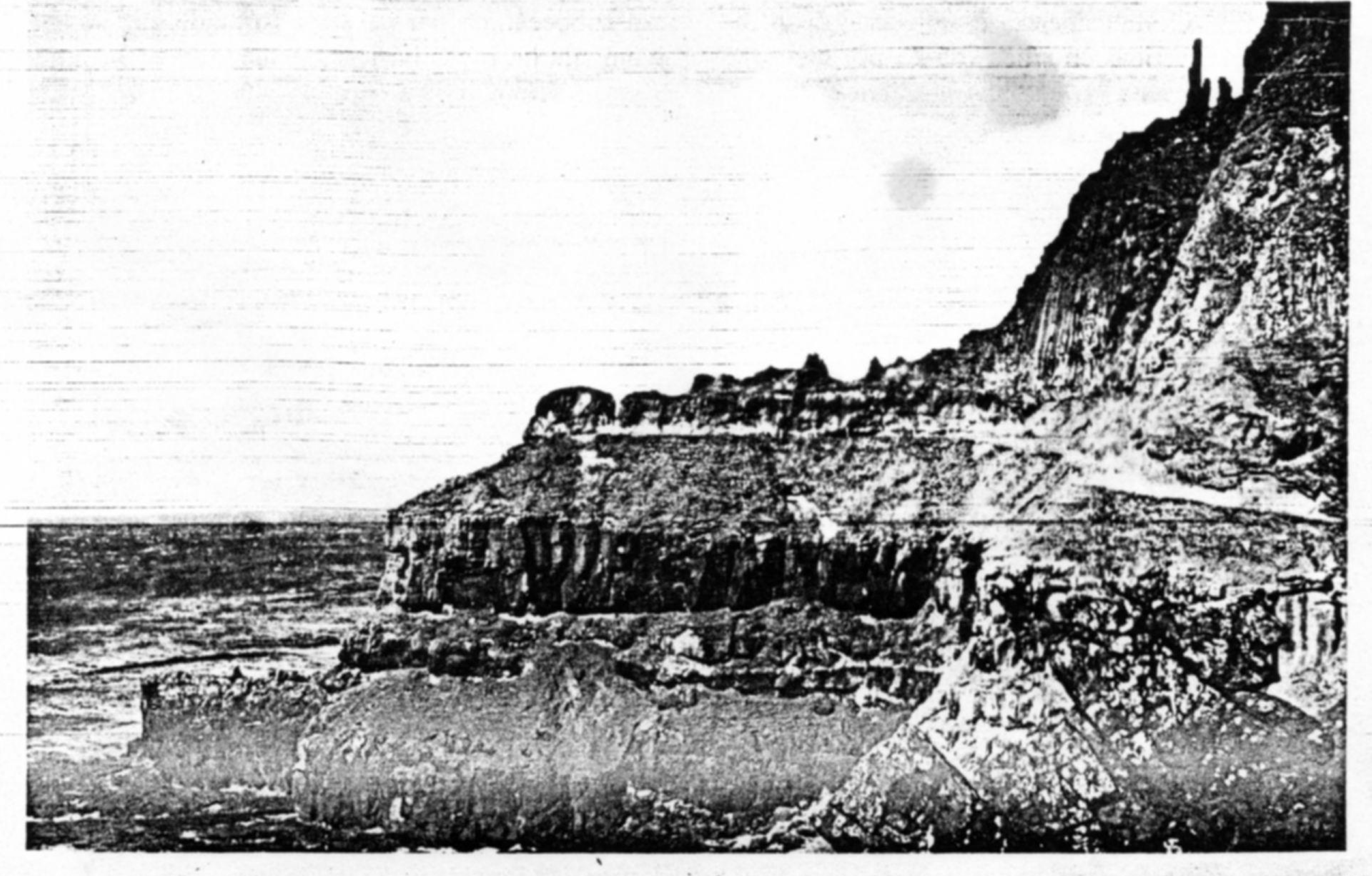
entre el agua del mar y la tierra. Si tierra y mar respondieran de igual modo a las fuerzas de atracción ejercidas por la luna y el sol —como ocurriría si el interior fuera líquido— entonces no habría movimiento relativo y por lo tanto no habría avance y retroceso del mar. En la corteza sólida hay mareas, pero el ascenso y descenso de la tierra es imperceptible para los habitantes y sólo puede detectarse y medirse por medio de técnicas especiales. Esta respuesta elástica de la tierra a la atracción de la luna y el sol es la que correspondería si la tierra estuviera formada de acero sólido. Esta importante conclusión, a la que llegó Kelvin en 1862, minó el término «corteza» al privarle de su significado original. A pesar de ello, nunca se abandonó el término, y ahora por otro camino, ha adquirido un significado preciso, generalmente aceptado.

Figura 2.3. Flujos de lava basáltica de la meseta de Antrim (véase fig. 12.8) mirando hacia el este, desde la Calzada de los Gigantes. Sobre el perfil del acantilado se pueden ver tres niveles de columnas, correspondientes a tres flujos de lava sucesivos, de los cuales, el inferior es el de la propia Calzada. Las lavas más antiguas en la parte baja del acantilado no son columnares *(J. Allan Cash, Oficina de Turismo de Irlanda del Norte).*

La corteza y las zonas internas de la tierra

Con los conocimientos modernos, la estructura del interior de la tierra se ha vuelto a plantear como muy parecida al modelo concebido por Descartes. La parte profunda se llama *núcleo*. La zona de «roca densa» que lo circunda se conoce como *manto*, cuyo límite superior son rocas de propiedades físicas muy distintas a las del manto. Esta envoltura más externa es la *corteza*. El núcleo tiene propiedades metálicas y una densidad muy alta. Durante un tiempo se creyó que estaba formado de un material cuya composición química era similar a la del manto, pero en condiciones físicas distintas, debido a la intensa compresión. Actualmente, la evidencia geofísica sugiere que en su mayor parte está formado de hierro. Pero es probable que haya cierta dosis de níquel u óxido de magnesio en fase metálica; otros geofísicos están a favor de una mezcla con sílice.

Haciendo «radiografías» de la tierra a través



de sus propias ondas sísmicas o de ondas similares producidas a propósito por explosiones controladas, es posible estimar, con bastante precisión, la profundidad donde comienza el material del manto, en distintas partes del mundo. La superficie limítrofe o *discontinuidad* entre el manto y la corteza fue descubierta en 1909 por A. Mohorovicic. Desde entonces se la conoce familiarmente como discontinuidad de Mohorovicic, discontinuidad M o *Moho*. Las ondas sísmicas que se transmiten a través de las rocas situadas por encima de esta superficie tienen una velocidad de 2,7 km/s, mientras que a través de las rocas bajo la discontinuidad M, bruscamente pasan a 8,1 km/s. Obviamente, para hablar con precisión, la corteza sólo se puede definir como un variado conjunto de rocas situadas sobre la discontinuidad M y que forman una envoltura alrededor del manto.

Las rocas predominantes que se encuentran en la corteza se distribuyen en dos grupos bien definidos:

a) Un grupo de rocas claras, en las cuales se incluyen el granito y tipos afines y sedimentos como las areniscas y los esquistos, que poseen por término medio un peso específico o densidad alrededor de 2,7. Químicamente, estas rocas, en promedio, son muy ricas en *sí*lice (65-75 por ciento), mientras la *al*úmina es el más abundante de los restantes constituyentes. Como a menudo es conveniente referirse a estas rocas en conjunto, se las designa entonces colectivamente con el nombre mnemónico *sial*.

b) Un grupo de rocas oscuras y pesadas, que comprende el basalto y tipos afines (densidad entre 2,8-3,0) conocidas colectivamente como rocas *básicas* (con un 50 por ciento de sílice), pero incluyendo además algunas rocas más pesadas (con una densidad hasta 3,4), que se denominan rocas *ultrabásicas* (con un 40-45 por ciento de sílice). En estas rocas la *sí*lice es todavía el componente individual más abundante, pero los óxidos de hierro y *ma*gnesio, por separado o juntos, ocupan el segundo lugar y todo el conjunto se llama, apropiadamente *sima*.

Según la propuesta de Suess (1831-1914), estos términos pretendían ser indicativos de los materiales predominantes en la corteza (sial) y en el manto (sima). Sin embargo, las ulteriores investigaciones demostraron que la estructura real no es tan simple. El descubrimiento más importante en este aspecto es el de que en la corteza situada bajo los fondos oceánicos no se detecta sial.

Exceptuando una delgada película de sedimentos detríticos y barros de origen orgánico, la corteza suboceánica parece estar formada casi exclusivamente de rocas básicas, la mayoría de las cuales son probablemente flujos submarinos de ba-

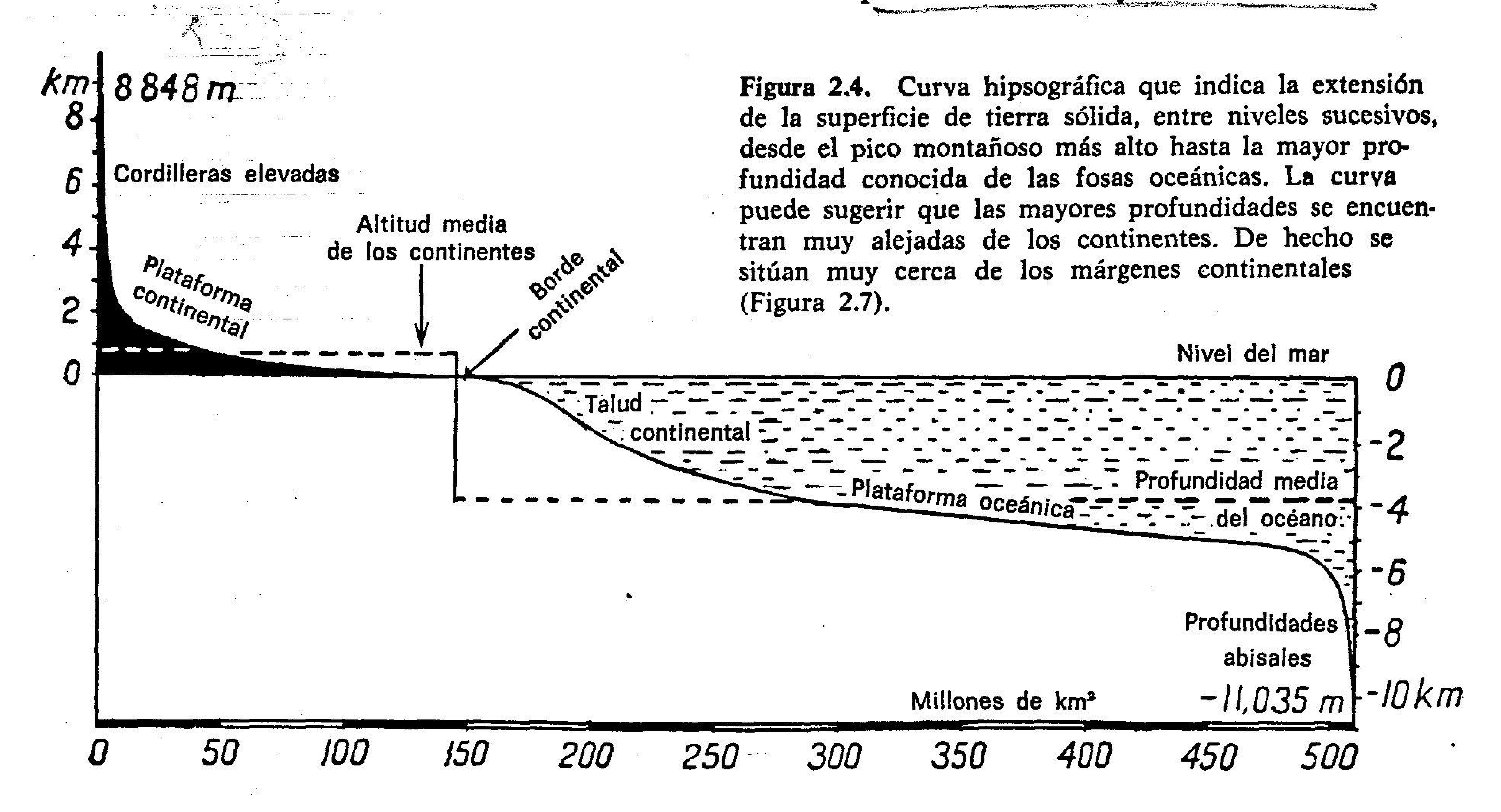


Figura 2.4. Curva hipsográfica que indica la extensión de la superficie de tierra sólida, entre niveles sucesivos, desde el pico montañoso más alto hasta la mayor profundidad conocida de las fosas oceánicas. La curva puede sugerir que las mayores profundidades se encuentran muy alejadas de los continentes. De hecho se sitúan muy cerca de los márgenes continentales (Figura 2.7).

salto. La capa basáltica es delgada (sólo 5-6 km de espesor); se pasa luego a la discontinuidad M. Muestras de rocas ultrabásicas que se creía que representaban el sima invisible del manto, son elavadas hasta la superficie por la acción de numerosos volcanes oceánicos, como los de Hawaii. Pero, como las lavas basálticas de estos volcanes deben haberse elevado desde zonas profundas y calientes del manto, el término *sima* nos recuerda, apropiadamente, que bajo el Pacífico y los demás océanos, corteza y manto están estrechamente relacionados.

Al inicio de la exploración cortical por medio de ondas sísmicas, se creyó que la capa basáltica del fondo oceánico se continuaba bajo los continentes: que, de hecho, había una capa basáltica en todo el mundo sobre la que, en distintos lugares, se situaban paquetes de sial, que eran los continentes. También esta explicación resultó demasiado simple, ya que, en la corteza continental, las rocas siálicas y basálticas se encuentran tan inextricablemente mezcladas, mecánica y químicamente, que ahora sería erróneo representar los continentes como si en todas partes tuvieran unos cimientos basálticos. Indudablemente, las rocas siálicas son los materiales dominantes en la corteza terrestre hasta una profundidad de muchos kilómetros; pero los continentes tienen también volcanes basálticos y, en algunos lugares, como en la meseta de Antrim, el sial está cubierto por gruesas acumulaciones de flujos de lava basáltica (fig. 2.3). Exceptuando estos accidentes volcánicos locales, se puede asegurar que, en la mayor parte de las regiones actualmente exploradas, las rocas basálticas y básicas del sima son cada vez más abundantes a medida que se profundiza en la corteza continental.

Continentes y fondos oceánicos

La superficie de la corteza se sitúa a niveles muy diferentes en los distintos lugares. Se ha calculado la proporción entre las zonas terrestres y el fondo del mar para sucesivos niveles, y los resultados pueden representarse gráficamente como en la figura 2.4. Del estudio de este diagrama se desprende con claridad que hay dos niveles dominan-

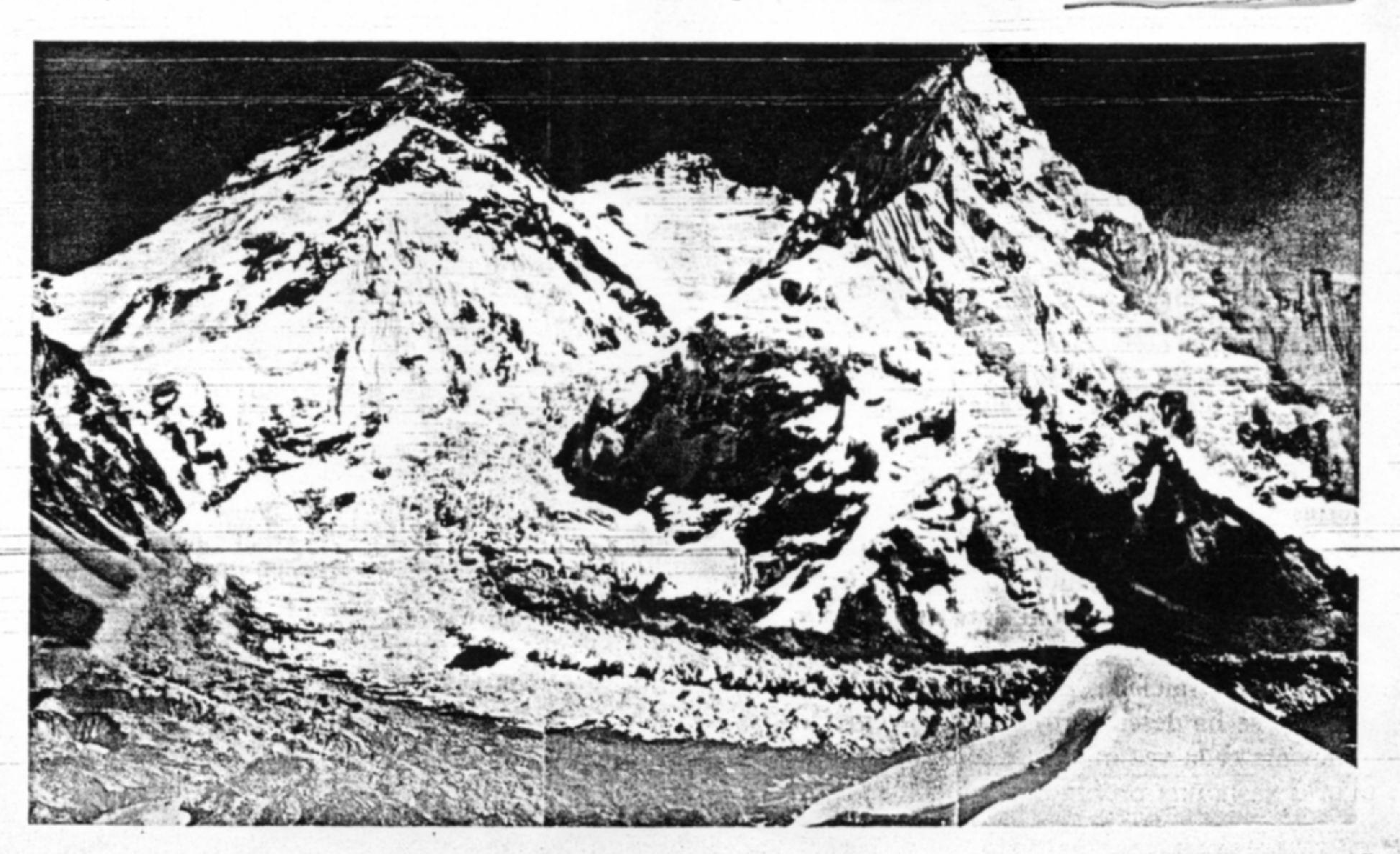


Figura 2.5. Vista del grupo de picos del Everest desde una altura de unos 6000 m. De izquierda a derecha: Everest, 8848 m; Lhotse, 8501 m; Nuptse, 7827 m. El valle entre el Everest y el Nuptse está ocupado por el glaciar Khumbu *(Sociedad Geográfica Real de Gran Bretaña).*

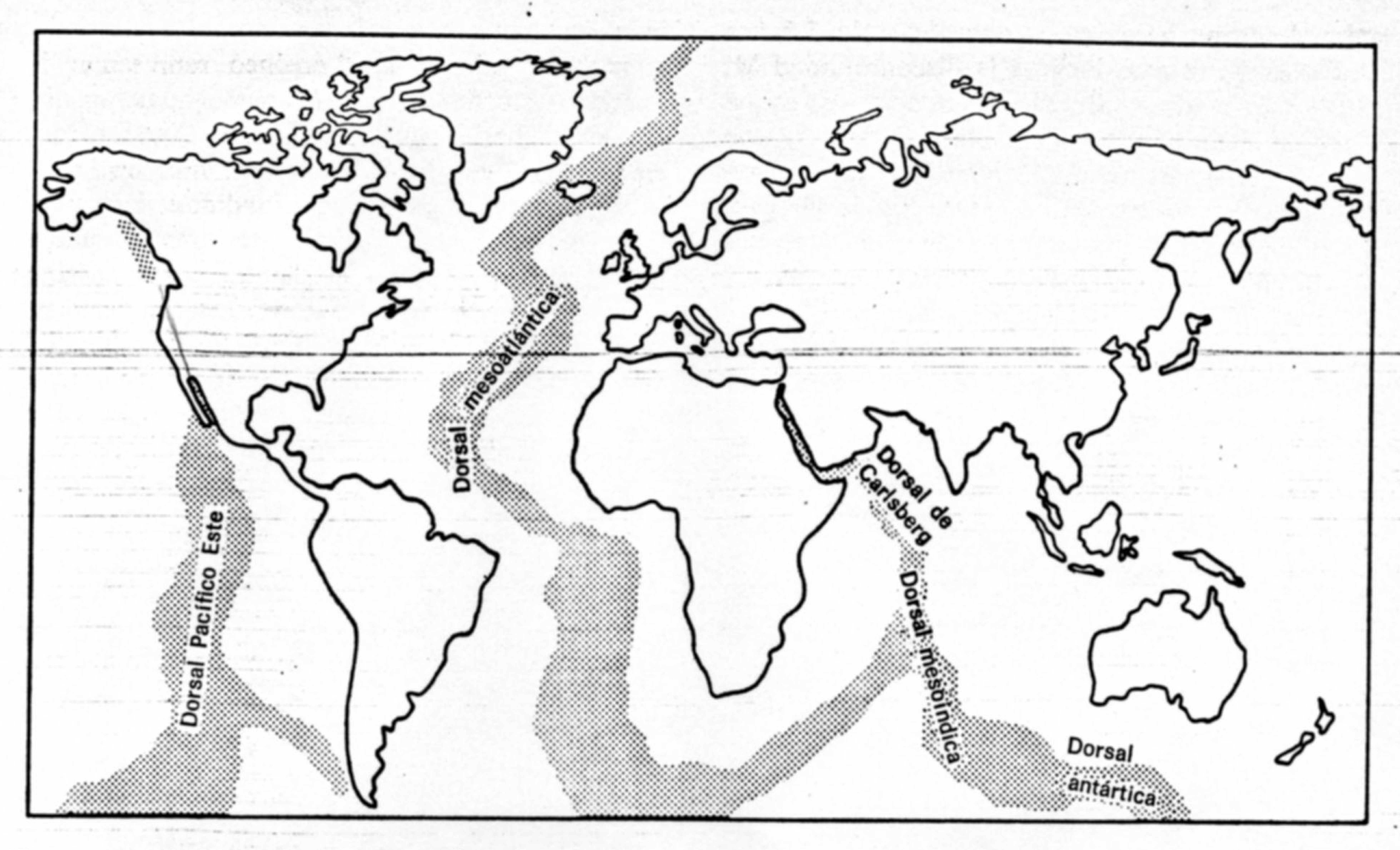


Figura 2.6. Cadenas de montañas submarinas que circundan la tierra como dorsales mesoceánicas y que se elevan a alturas de tres o cuatro mil metros sobre las llanuras abisales. A diferencia de las montañas continentales, las montañas submarinas están constituidas de basalto.

tes: el borde continental y la plataforma oceánica o de las profundidades marinas. El desnivel que las une, que en realidad es bastante suave, se llama talud continental.

El borde continental incluye una parte externa sumergida, conocida con el nombre de plataforma continental, cuya anchura puede alcanzar 1500 km o puede estar ausente a lo largo de costas montañosas. Las rocas más antiguas, que constituyen el zócalo de las plataformas, están recubiertas por sedimentos cuyo espesor puede ser de 2 km. Durante un tiempo se creyó que los sedimentos de las plataformas tenían un tamaño de grano cada vez más fino al aumentar la distancia a la línea de costa. Como consecuencia de las investigaciones iniciadas durante la segunda guerra mundial se ha descubierto que los sedimentos son realmente cada vez más finos al alejarse de la costa sólo hasta una profundidad de unos 20 m, donde el tamaño de grano es clasificado por la acción de las olas. En su mayor parte, las plataformas están recubiertas de arenas gruesas y conchas de moluscos.

Estructuralmente, las verdaderas cuencas oceánicas no comienzan en la línea de costa visible, sino en el borde de la plataforma continental. Las cuencas, sin embargo, están muy colmatadas y el exceso de agua marina las desborda y llega a inundar cerca de 28 millones de kilómetros cuadrados de la plataforma continental. El mar del Norte, el Báltico y la bahía de Hudson, constituyen ejemplos de mares de aguas poco profundas (mares epicontinentales) que yacen sobre la plataforma continental. Es interesante hacer observar que durante la era de las glaciaciones, cuando fueron sustraídas grandes cantidades de agua de los océanos para formar las grandes capas de hielo que entonces cubrían Europa y América del Norte, la mayor parte de la plataforma continental debió de quedar en seco. Recíprocamente, si se derritiera el hielo que cubre en la actualidad la Antártida y Groenlandia, se elevaría el nivel del mar y los continentes aparecerían aún más sumergidos.

Económicamente hablando, la plataforma continental tiene una importancia primordial; los ma-

Algunos datos numéricos sobre la Tierra.

Tierra			**Océanos y mares**		
Mayor altura conocida:	*Pies*	*Metros*	*Mayor profundidad conocida:*	*Pies*	*Metros*
Monte Everest	29 028	8 848	Fosa de las Marianas	36 204	11.035
Altura promedio	2 757	840	Profundidad promedio	12 460	3.808

Forma y tamaño	*Millas*	*Km*	**Área**	*Millones de millas²*	*Millones de km²*
Semieje ecuatorial, a	3 963,2	6.378,2	Tierra (29,22 por ciento)	57,5	149
Semieje polar, b	3 950,0	6 356,8	Casquetes de hielo y glaciares	6	15,6
Radio medio	3 956,4	6 371,0	Océanos y mares (70,78 por ciento)	139,4	361
Circunferencia ecuatorial	29 902	40.076	Tierra más plataforma continental	68,5	177,4
Circunferencia polar (meridiano)	24 857	40 009	Océanos y mares menos la plataforma continental	128,4	332,6
Elipticidad, $(a+b)/a$	1/298		Área total de la tierra	196,9	510,0

Volumen, densidad y masa	*Espesor promedio o radio (km)*	*Volumen ($\times 10^6$ km³)*	*media (g/cm³) Densidad*	*Masa ($\times 10^{24}$ g)*
Atmósfera	—	—	—	0,005
Océanos y mares	3,8	1 370	1,03	1,41
Casquetes de hielo y glaciares	1,6	25	0,90	0,023
Corteza continental (1)	35	6 210	2,8	17,39
Corteza oceánica (2)	8	2 660	2,9	7,71
Manto	2 881	898 000	4,53	4 068
Núcleo	3 473	175 500	10,72	1 881
Toda la tierra	6 371	1 083 230	5,517	5 976

(1) Incluyendo las plataformas continentales (2) Excluyendo las plataformas continentales

Factores de conversión

1 milla	= 1,609 km	1 km	= 0,621 millas
1 pie	= 0,3048 metros (m)	1 m	= 3,281 pies
1 milla cuadrada	= 2,59 km²	1 km²	= 0,386 millas cuadradas
1 milla cúbica	= 4,17 km³	1 km³	= 0,24 millas cúbicas

res epicontinentales suministran fertilizantes y significan una importante aportación a los recursos alimentarios mundiales, mientras que la plataforma continental, por sí misma, es una fuente de gas y petróleo. Actualmente, una quinta parte del gas y petróleo mundial procede de plataformas continentales, y progresivamente se extraerá cada vez más, en el futuro, al irse agotando las reservas.

Los continentes poseen un relieve muy variado formado por llanuras, mesetas y cordilleras, alcanzando estas últimas la altitud de 8 848 metros en el Everest (fig. 2.5). Los fondos oceánicos, que en principio se imaginaron como llanos y taludes monótonos, se caracterizan por cordilleras basálticas submarinas que circundan al tierra a lo largo de más de 40 000 km (fig. 2.6). Esta cordillera submarina se extiende por la zona media de los océanos y se llama cordillera mesoceánica o dorsal.

Figura 2.7. Las fosas oceánicas (en negro) circundan el océano Pacífico. La línea que sigue las dorsales Pacífico este y Pacífico-Antártida representa la grieta a lo largo de la cual asciende magma basáltico y se va alejando a cada lado, constituyendo fondo oceánico nuevo. Las líneas que cortan la dorsal son una representación-diagrama de las fallas transformantes (páginas 691-93).

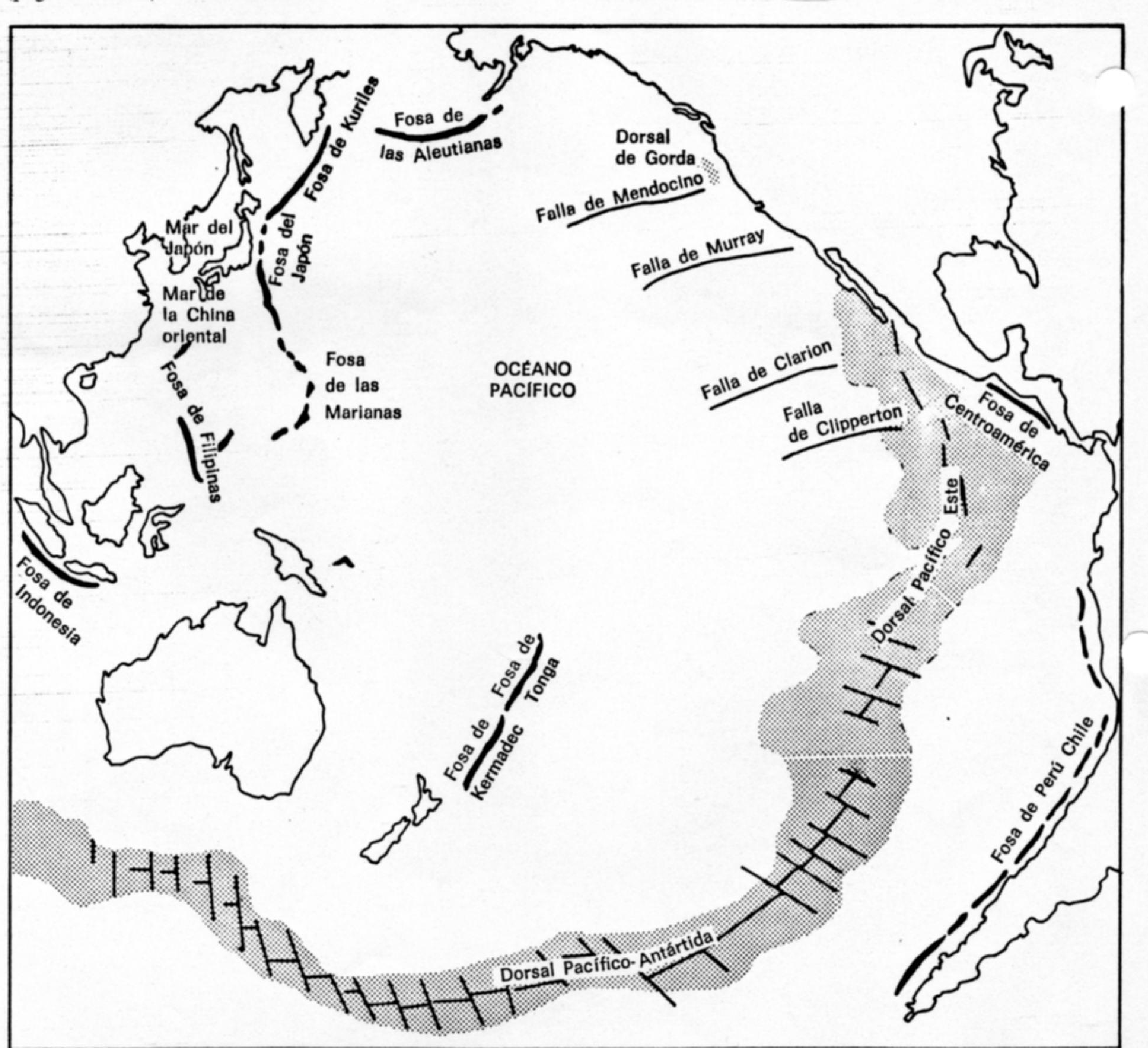




Figura 2.8. Mosaico de fotografías, que cubren el área encerrada en el semicírculo del mapa índice, tomado desde un cohete próximo a la cúspide de su vuelo, a 16 km sobre la tierra, el 5 de octubre de 1954. Aparte de su espectacular, aunque ahora ya familiar, demostración de la curvatura de la tierra, el rasgo más llamativo del mosaico de fotografías es la imagen que da de una tormenta tropical inesperada. Las espirales de nubes (izquierda superior) representan un huracán que invadió Texas y los estados adyacentes, procedente del golfo de México. Cuando el cohete sobrevoló la tormenta, que se extendía ya unos 1600 km, se trataba de una perturbación a gran altura, sin vientos superficiales; si estos hubieran existido, se hubiera podido detectar el huracán en las estaciones meteorológicas terrestres *(Fotografía obtenida por el Laboratorio de Investigación Naval de los Estados Unidos de América).*

Otros rasgos de los fondos oceánicos son los numerosos montes submarinos, que representan los restos de antiguas islas volcánicas profundamente denudadas (figs. 24.32 y 26.10). Los cañones submarinos, comparables al cañón del Colorado, son muy comunes, y en las fosas oceánicas profundas, que ahora son objeto de muchas investigaciones, el fondo oceánico alcanza profundidades de más del doble que el promedio; la mayor profundidad actualmente registrada es de 11 033 m en la cubeta de Nero de la fosa de las Marianas (fig. 2.7).

De las cifras transcritas se deduce que el rango total vertical de la superficie de la corteza (continental y oceánica) es por lo menos de 19 881 m. Para comprender la verdadera relación entre el relieve superficial y las dimensiones de toda la tierra, trácese una circunferencia de 5 cm de radio, que representará 6371 km; el grosor de la línea

del círculo representa 32 km. A esta escala los accidentes del relieve están comprendidos por completo dentro del grosor de la línea del lápiz (compárese con la fig. 2.2).

La forma de la Tierra

El primer viaje de circunnavegación, comenzado en Sevilla por Magallanes en 1519, y acabado en la misma ciudad por Elcano en 1522, estableció sin disputa que la tierra es un globo. Actualmente es posible circunnavegar la tierra, como *Puck,* «en cuarenta minutos» y fotografiar su superficie desde alturas en las que es bien patente la curvatura de la tierra (fig. 28). Pitágoras (hacia 530 a.C.) fue probablemente el primero en considerar que la tierra podía ser una esfera. Observando cómo se acercaban los buques desde el horizonte —primero los palos y las velas y después el casco— comprobó que la superficie del mar no era plana, sino curvada. Trescientos años más tarde, cuando ya se sabía que la distancia al sol era tan grande que, en la tierra, los rayos del sol, en cualquier momento, podían considerarse como paralelos, Eratóstenes (276-196 a.C.), el Bibliotecario Mayor de Alejandría, ideó un método simple y elegante para estimar el tamaño del globo. Había oído decir que en Siene, en el Nilo (el actual Aswan) los rayos del sol caen verticalmente a mediodía el día de San Juan (24 de junio), de modo que un palo vertical o una plomada no proyectan sombra. Él observó que, sin embargo, en Alejandría, situada a unos 800 km al norte de Siene, había sombras bien perceptibles, a esta hora, el mismo día. La figura 2.9 ilustra estas condiciones, aunque los ángulos y longitudes están muy exagerados. En Alejandría una plomada de longitud AB proyecta una sombra de longitud AC. Estas dos longitudes determinan el ángulo ABC que, simplificando, es igual al ángulo SOA. Eratóstenes tomó las medidas necesarias y encontró que el ángulo ABC era de unos 7°, casi exactamente una cincuentava parte de 360°. La longitud aproximada de toda la circunferencia tendría que ser, por lo tanto, cincuenta veces la distancia entre Siene y Alejandría —o sea, 50 × 800 = 40 000 km. Eratóstenes midió la distancia en *estadios,* y obtuvo una medida de la circunferencia de 252 000 *estadios.* Sin embargo, se debe resaltar que el resultado es menos preciso de lo que parece, ya que Alejandría está situada al oeste del meridiano de Siene y Siene está varios kilómetros al norte del trópico de Cáncer, donde el sol de solsticio cae verticalmente.

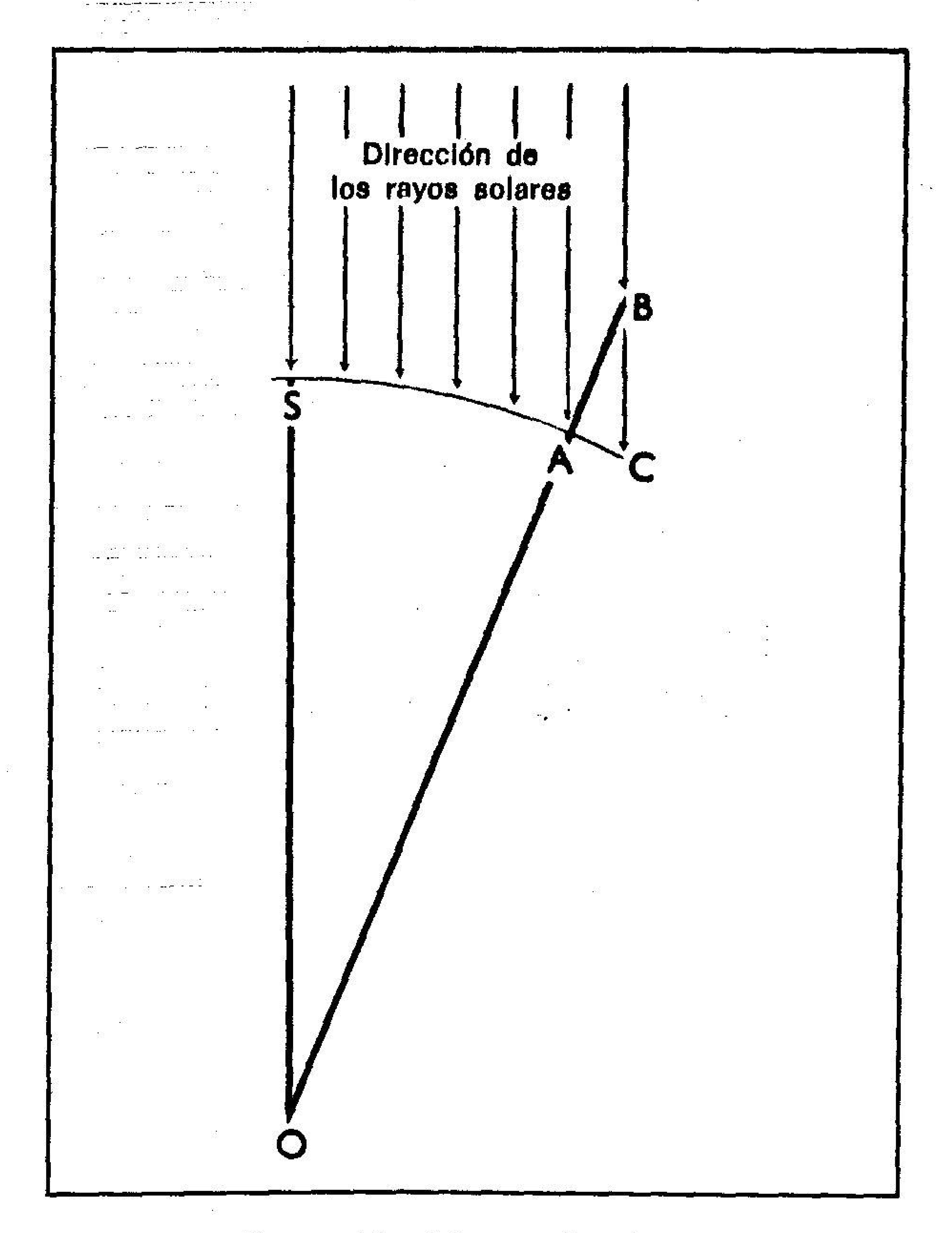


Figura 2.9. Ilustración del método ideado por Eratóstenes para medir la circunferencia de la tierra. S representa Siene y A, Alejandría. Se asume que el arco SA está sobre un meridiano, y que O es el centro de la tierra *(No está a escala).*

Las causas de la forma esférica de la tierra quedaron explicadas cuando Newton descubrió la ley de la gravitación. Todas las partículas de la tierra son atraídas hacia el centro de gravedad, y la forma esférica es la reacción natural para alcanzar la máxima concentración posible. Aun cuando un cuerpo del tamaño de la tierra fuese más fuerte que el acero, no podría mantener una forma, por ejemplo, de un cubo. La presión ejercida por las masas situadas en aristas y vértices comprimiría el material. El equilibrio se alcanzaría solamente cuando las caras se hubieran incurvado convexamente, y las aristas y los vértices se hubiesen hundido, hasta que todas las partes de la superficie equidistaran del centro.

Sin embargo, la tierra no es exactamente esférica. También fue Newton el primero en demostrar que, a causa de la rotación de la tierra, su materia se encuentra afectada, no sólo por la gravitación hacia el interior, sino también por una fuerza centrífuga hacia el exterior, que alcanza su máximo en el ecuador. Dedujo la existencia de un abombamiento ecuatorial, donde el valor aparente de la gravedad era más reducido, y en compensación, un achatamiento polar, en el que la fuerza centrífuga se iba desvaneciendo, hasta hacerse muy pequeña. Naturalmente, si esto era así, la longitud de un grado de latitud a lo largo de un meridiano sería mayor a través de los polos, donde la curvatura está aplanada, y menor a través del ecuador, donde la curvatura se abomba. Es interesante destacar que la deducción de Newton no coincidía con las escasas y rudimentarias medidas hechas. Según estas medidas, la forma de la tierra no era como la de una naranja, con un eje polar corto, sino como un limón, con un eje polar largo. Para comprobar las teorías, la Academia Francesa, en 1735, envió una expedición de exploración a las cercanías del Chimborazo, situado en los Andes, en el actual Ecuador, y en 1736, otra a Laponia. Los resultados dieron la razón a Newton. Además es muy significativo que antes de que estas expediciones regresaran, el célebre matemático Clairaut calculó cómo debía ser la forma de la tierra, asumiendo que la tierra era un fluido y estaba sujeta sólo a los efectos de su propia rotación y de la atracción gravitacional. El actual elipsoide de rotación, adoptado internacionalmente con fines investigadores, que mejor representa la forma real de la tierra corresponde, casi exactamente, al calculado por Clairaut.

Resumiendo: de acuerdo con los datos deducidos desde satélites, si la superficie terrestre estuviera en todas partes al nivel del mar, su forma —el *geoide* o figura de la tierra— sería muy aproximada a la de un elipsoide de rotación (o sea, un esferoide oblado), con un eje ecuatorial 42,8 km más largo que el eje polar. De estos datos se sabe que el eje polar es ligeramente más largo desde el centro de la tierra al polo norte, que desde el centro al polo sur, y que actualmente se describe como en forma de pera (véase pág. 792). Sin embargo, la desviación de forma respecto a la de un esferoide oblado es muy pequeña.

Pero, entonces, ¿cómo es que la tierra no posee exactamente la forma de un esferoide? La razón está en que las rocas de la corteza no tienen en todas partes la misma densidad. Como el abombamiento ecuatorial es una consecuencia del valor relativamente bajo de la gravedad alrededor de la zona ecuatorial, se deduce que habrá también abombamientos en los demás lugares donde la gravedad sea relativamente baja; es decir, donde la parte externa de la corteza se componga en gran parte de rocas siálicas livianas. Estos lugares son los continentes. En cambio, en donde la parte externa de la corteza se compone de rocas pesadas, la gravedad es relativamente alta y la superficie será, por consiguiente, deprimida. Estas regiones son las cuencas oceánicas.

La tierra tiende continuamente hacia un estado de equilibrio gravitacional. Si no existieran la rotación ni ninguna diferencia lateral en la densidad de las rocas, la tierra sería una esfera. Como resultado de la rotación, se convierte en esferoide. Como consecuencia, además, de las diferencias de densidad y espesor en las rocas de la corteza y en el manto subyacente, los continentes, las cordilleras y las cuencas oceánicas son irregularidades superpuestas a la superficie del esferoide.

Isostasia

El geólogo norteamericano Dutton propuso, en 1889, el término *isostasia* (del griego, *isostasios*, «en equilibrio») para designar la condición ideal de equilibrio gravitatorio que regula las alturas de los continentes y de los fondos oceánicos, de acuerdo con las densidades de sus rocas subyacentes. La idea puede comprenderse pensado en una serie de bloques de madera de diferentes alturas que floten en el agua (fig. 2.10). Los bloques emergen en proporción a sus alturas respectivas; se dice de ellos que se encuentran en estado de equilibrio hidrostático. La **isostasia** es el correspondiente estado de equilibrio hidrostático. La isostasia es el correspondiente estado de equilibrio que existe entre extensos bloques de la corteza terrestre que se elevan a niveles diferentes, y se manifiesta en la superficie en forma de cordilleras, mesetas, llanuras o fondos oceánicos. La teoría implica la existencia de cierto nivel de profundidad mínima bajo el nivel del mar, donde la presión debida al peso del material suprayacente, en cada columna uni-

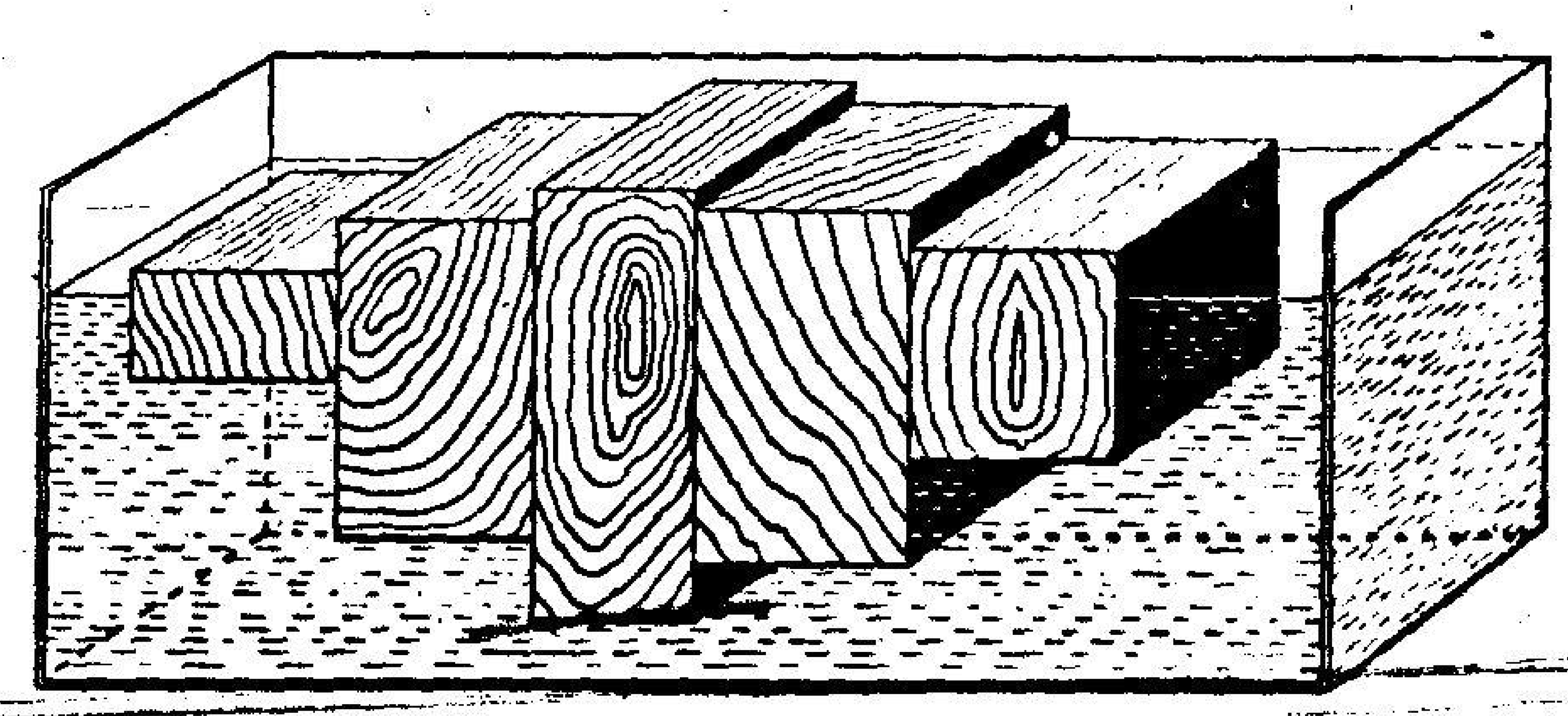


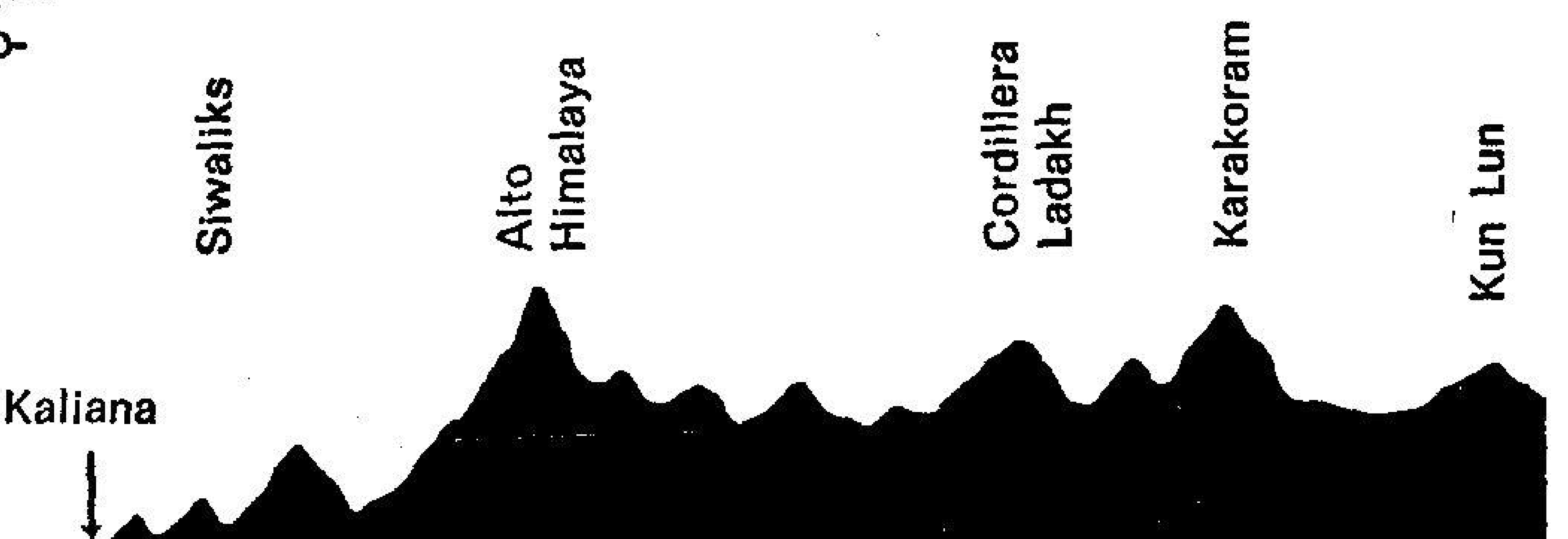
Figura 2.10. Bloques de madera de diferentes alturas flotando en agua (vistos de frente en una sección transversal del tanque), para ilustrar el concepto del equilibrio isostático entre columnas adyacentes de la corteza terrestre.

dad, es siempre la misma. En la figura 2.10 este nivel de presión uniforme es el de la base del bloque más alto. El mayor relieve terrestre se dice que es *compensado* por las diferencias de densidad subyacentes, y el nivel donde se cree que la compensación es completa —es decir, el nivel de presión uniforme— suele llamarse *nivel de compensación*. Naturalmente, cada una de las cumbres y de los valles no se equilibran por separado en este sentido; los rasgos menores del relieve de la superficie son conservados fácilmente por la resistencia de las rocas de la corteza. Como se señala en las páginas 22, 41 y 42, la isostasia perfecta se alcanza muy rara vez debido al movimiento constante de nuestro globo; sin embargo, en regiones que han permanecido durante largos períodos de tiempo sin sufrir trastornos geológicos, hay una aproximación notable al estado de equilibrio.

Si una cordillera fuera simplemente una protuberancia de rocas que descansan sobre el borde continental, y estuvieran totalmente sostenidas por la resistencia de la base, una plomada —como las que se usan en los instrumentos de nivelación, en el levantamiento de planos— se desviaría de la verdadera vertical en una magnitud proporcional a la atracción gravitatoria de la masa de la cordillera. La primera insinuación de que las montañas no son simples masas de roca adheridas a la corteza subyacente la proporcionó la expedición andina en 1735. Pierre Bouguer, el líder de la expedición, hizo observaciones al norte y al sur del Chimborazo, y se encontró con la sorpresa de que la desviación de la plomada hacia este pico volcánico era mucho menor de lo que había calculado. Expresó su sospecha de que la atracción gravitacional de los Andes « ¡es mucho menor de lo que era de esperar, dada la masa representada por estas montañas! »

Se encontraron discrepancias similares durante el levantamiento del mapa topográfico de la llanura Indo-Gangética, al sur del Himalaya, llevado a cabo por Sir George Everest, Topógrafo-General de la India, hace más de un siglo. La diferencia de latitud entre Kalianpur y Kaliana (603 km al norte) se determinó astronómicamente, y también por triangulación directa sobre el terreno. Los dos resultados diferían en 5,23 segundos de arco, correspondientes a una distancia en el terreno de 168 m. La discrepancia se atribuyó a la atracción ejercida por las enormes masas del Tíbet y del Himalaya (fig. 2.11) sobre la plomada usada para nivelar los instrumentos astronómicos. El error así introducido no interviene en el método de triangulación. Unos años después (1855) el arcediano Pratt hizo una estimación mínima de la masa de las montañas y calculó los correspondientes efectos gravitacionales en los dos puntos de las llanuras situadas al sur. Sus cálculos de la desviación de la plomada hacia las montañas fueron

Figura 2.11. Sección meridional (a lo largo del meridiano de longitud 78°E) a través de la India septentrional y el Tibet, indicando la enorme masa que tiende a desviar la plomada de los instrumentos topográficos usados en las llanuras situadas al sur.



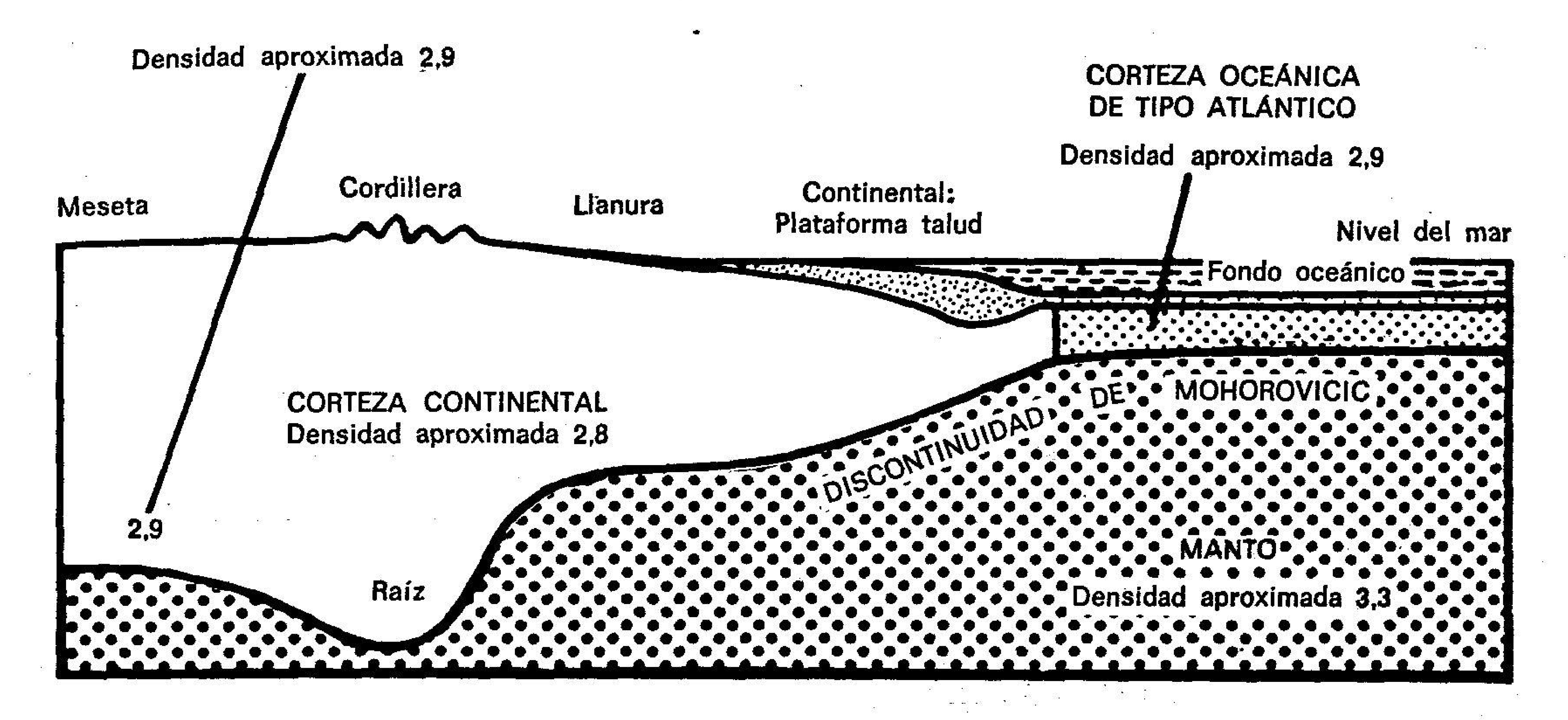


Figura 2.12. Sección diagramática de la corteza terrestre y manto superior para ilustrar las relaciones entre rasgos superficiales y estructura cortical. Se basa en determinaciones de la gravedad y en exploraciones de la distribución de sial, sima cortical y sima del manto por medio de las ondas sísmicas.

27,853″ en Kaliana, y
11,968″ en Kalianpur

La diferencia, 15,885″ fue más del triple de la desviación observada, 5,23″. La sospecha de Bouguer de que las montañas no ejercían la atracción que correspondía a su masa se convirtió en un hecho demostrado. Una evidencia aún más espectacular la aportaron los topógrafos franceses, al observar que, en algunas regiones costeras del sudoeste de Francia, la plomada se desviaba no hacia las montañas sino alejándose de ellas, hacia el golfo de Vizcaya.

Realmente, las montañas parecen comportarse como si estuvieran huecas, y esta anomalía gravitacional aparente ha sido ampliamente confirmada por los resultados de numerosas medidas de gravedad, realizadas en o cerca de montañas y mesetas altas. Los resultados observados han sido mucho más bajos de lo que se esperaba. Solamente es posible una explicación física de estas discrepancias o anomalías. Ya que las montañas *no* están huecas, debe haber una deficiencia de masa compensadora en las columnas subyacentes a las cordilleras visibles. En lenguaje más simple, la densidad de las rocas debe ser relativamente baja aún a profundidades considerables. Las combinaciones posibles de distribuciones de densidad y profundidad, teóricamente, son infinitas, pero tenemos ciertos prejuicios que, en la práctica, limitan las combinaciones probables, porque de la mayor parte de las regiones sabemos algo respecto a las rocas corticales y sus densidades. Además, como ya se ha dicho, la exploración sísmica de la corteza confirma la inferencia de que las cordilleras tienen raíces, principalmente compuestas de rocas siálicas, que se extienden hasta profundidades de 50 ó 60 km. Bajo las llanuras situadas cerca del nivel del mar, el espesor del sial y de otras rocas corticales es sólo de 30 km y, a veces, menos. Bajo las partes más profundas del océano no se puede detectar la presencia de sial. La idea de que la corteza se sostiene sobre material más denso y que el peso de las montañas se equilibra con materiales livianos que profundizan en los más densos como raíces —como los icebergs en el agua— la lanzó en 1855 Sir George Airy, quien era entonces el Astrónomo Real. La figura 2.12 ilustra, a grandes rasgos, estas relaciones entre relieve superficial y estructura general.

La figura 2.13 presenta ejemplos característicos de columnas corticales, de igual área base, que se extienden hacia abajo hasta la misma profundidad bajo el nivel del mar; es la profundidad en la que el peso de cada columna ejerce, aproximadamente, la misma presión sobre el material subyacente, independientemente de la altura de su superficie. Para las columnas seleccionadas, esta profundidad —50 km— sería la de compensación isostática si las regiones a las que se refieren hu-

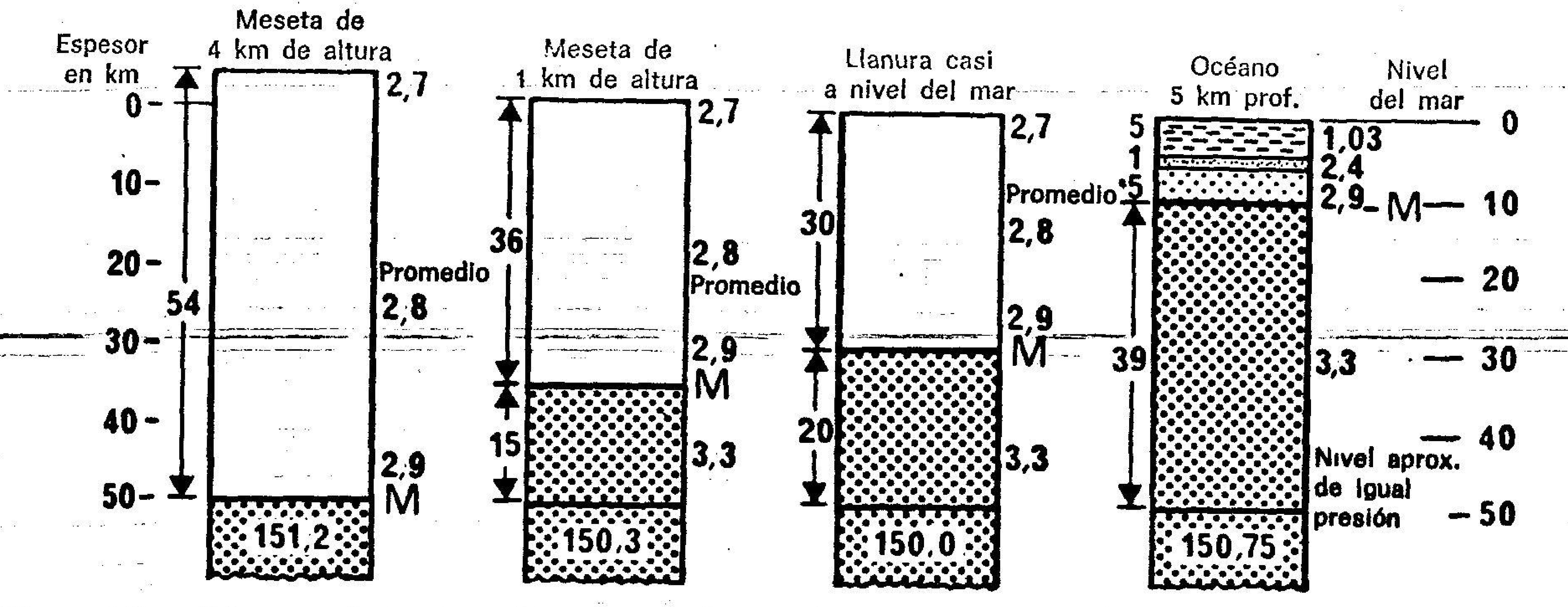


Figura 2.13. Columnas de igual sección transversal en regiones características de los continentes y del fondo oceánico. El sombreado es el mismo que el usado en la figura 2.12. Los números situados a la derecha de cada columna indican densidades aproximadas. Estos, multiplicados por el correspondiente espesor hasta una profundidad de 50 km, dan un valor total proporcional a la presión a esta profundidad; por ejemplo, para la columna oceánica: $5 \times 1{,}03$ (agua del mar) + + $1 \times 2{,}4$ (sedimentos) + $5 \times 2{,}9$ (sima cortical, probablemente roca basáltica) + $39 \times 3{,}3$ (sima del manto) = 150,75. M es la discontinuidad de Mohorovicic (el «Moho»).

bieran permanecido durante mucho tiempo sin sufrir trastornos debidos a la actividad de nuestra tierra inquieta. En tales regiones, si se consideran los efectos gravitacionales de las densidades subyacentes apropiadas, las anomalías que se han mencionado anteriormente (conocidas como *anomalías de Bouguer*) desaparecen, en promedio, hasta en un 85 por ciento. Cualquier discrepancia residual que aún permanece se llama *anomalía isostática*.

Sin embargo, como veremos, en algunas regiones la corteza ha sufrido recientemente fuertes trastornos y aún está sometida a rápidos cambios geológicos. Como consecuencia, muchas elevaciones y depresiones no se pueden explicar de un modo tan simple como sugiere la figura 2.13. Ejemplos bien conocidos son la meseta de Colorado y las fosas oceánicas profundas. En estas regiones, las medidas de gravedad revelan anomalías isostáticas anormales y proporcionan al detective geológico algunas de las claves que necesita para comprender la naturaleza y el comportamiento de los materiales subyacentes.

La litosfera móvil

El material de los continentes (sial) se podría considerar como una especie de escoria liviana acumulada en la superficie de la tierra en un estadio inicial de su historia. Cabría suponer que se acumulara uniformemente, formando una capa continua. Efectivamente, algunos geólogos, especialmente Carey (1958), creen que ocurrió eso y que la corteza siálica se ha ido fragmentando como consecuencia de la expansión gradual del interior de la tierra (fig. 2.14). Por el contrario, si desde el principio la corteza siálica se concentró en forma de balsas flotantes continentales, tenemos un indicio de cómo pudo efectuarse tal concentración en el comportamiento de la espuma que se acumula en la superficie de una mermelada hirviendo a fuego lento (fig. 2.15). Una corriente cálida sube aproximadamente por el centro y, al dar la vuelta, en cuanto llega a la superficie, arrastra la espuma hacia los bordes, que es por donde desciende la corriente. La espuma, demasiado ligera para ser arrastrada hacia abajo, se va acumulando hasta que se puede sacar con una espumadera. Ejemplos actuales de convección se producen en el célebre lago de la Brea de Trinidad, y sus efectos superficiales se ilustran en la figura 16.16. Como veremos más adelante, hay razones para sospechar que pueden seguir ocurriendo circulaciones similares dentro de la tierra «sólida», aunque a una escala mucho mayor y a una velocidad mucho menor. Si alguna vez tales corrientes de convección han sido suficientemente vigorosas, las corrientes horizontales producidas a

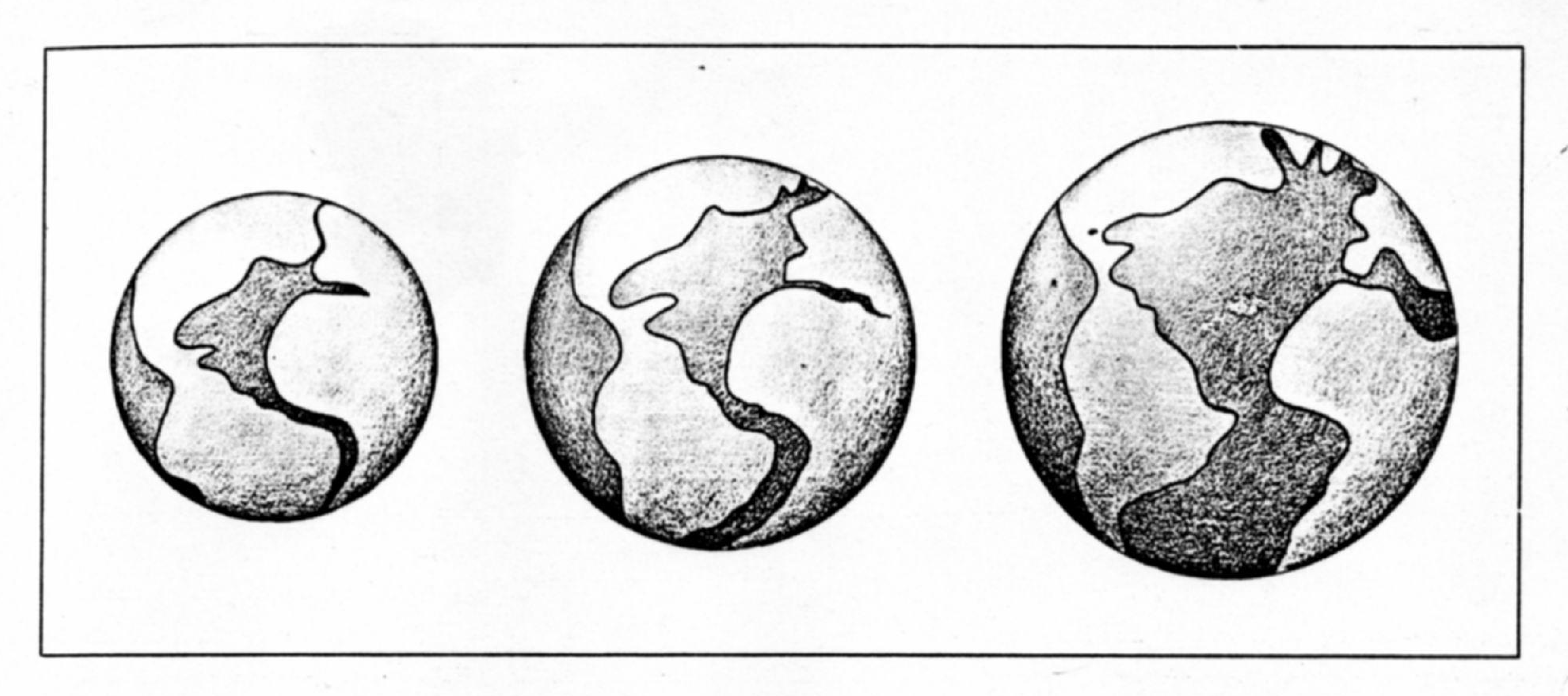


Figura 2.14. Ilustración esquemática para indicar los efectos de la expansión del interior de la tierra en una corteza siálica que originariamente pudo haber cubierto todo el globo. Los continentes principales (en blanco), primero esbozados por tensión y fragmentación, gradualmente se van separando al irse desplazando como consecuencia del aumento de volumen de la tierra. El material denso del manto fluye por las grietas intermedias y forma los fondos de las cuencas oceánicas en crecimiento (en negro). (*De O. C. Hilgenberg*, 1933).

partir de cada columna ascendente pueden haber dejado sin sial a ciertas regiones. Estas regiones se convertirían en cuencas oceánicas. Donde la corriente horizontal de un sistema de convección choca con la del sistema contiguo, ambas se verían obligadas a volver hacia abajo, y el sial, demasiado liviano para ser arrastrado hacia abajo, se quedaría arriba. Las partes altas de las regiones de corrientes descendentes se convertirían en continentes.

Desde principios de siglo, una minoría de geólogos siguió a Wegener (1912) creyendo que, hace unos 300 millones de años, los continentes estaban todos reunidos en un supercontinente, el *Pangea* (del griego, toda la tierra). A partir de datos principalmente paleoclimáticos, Wegener pensó que la tierra, tal como la conocemos actualmente, es el resultado de la evolución gradual de la rotura del Pangea, y de la separación y alejamiento mutuo de las distintas piezas. Este proceso se llama deriva continental. Sin embargo, sólo desde 1960, los nuevos descubrimientos geofísicos han hecho incontrovertible esta conclusión, excepto para uno o dos intransigentes, como Beloussov en Rusia.

La primera sorpresa fue descubrir que los sedimentos que recubren la corteza oceánica basáltica son poco potentes, y la sorpresa se convirtió en asombro al comprobarse que la edad de estos sedimentos no superaba, en ningún lugar, los 150 millones de años, y que los más antiguos de 80 millones de años eran muy raros, mientras que las rocas continentales más antiguas se sabía desde hacía mucho tiempo que tienen más de 3000 millones de años. El siguiente paso hacia adelante fue el descubrimiento de que el campo magnético terrestre ha invertido su dirección varias veces durante los últimos cuatro millones de años. Esto se determinó estudiando el magnetismo de los flujos de lava de regiones muy distantes entre sí. Con la determinación de las edades radiométricas de los mismos flujos de lava se ha construido una escala de tiempo de las inversiones del campo magnético (fig. 27.10). Para edades mayores de cinco mi-

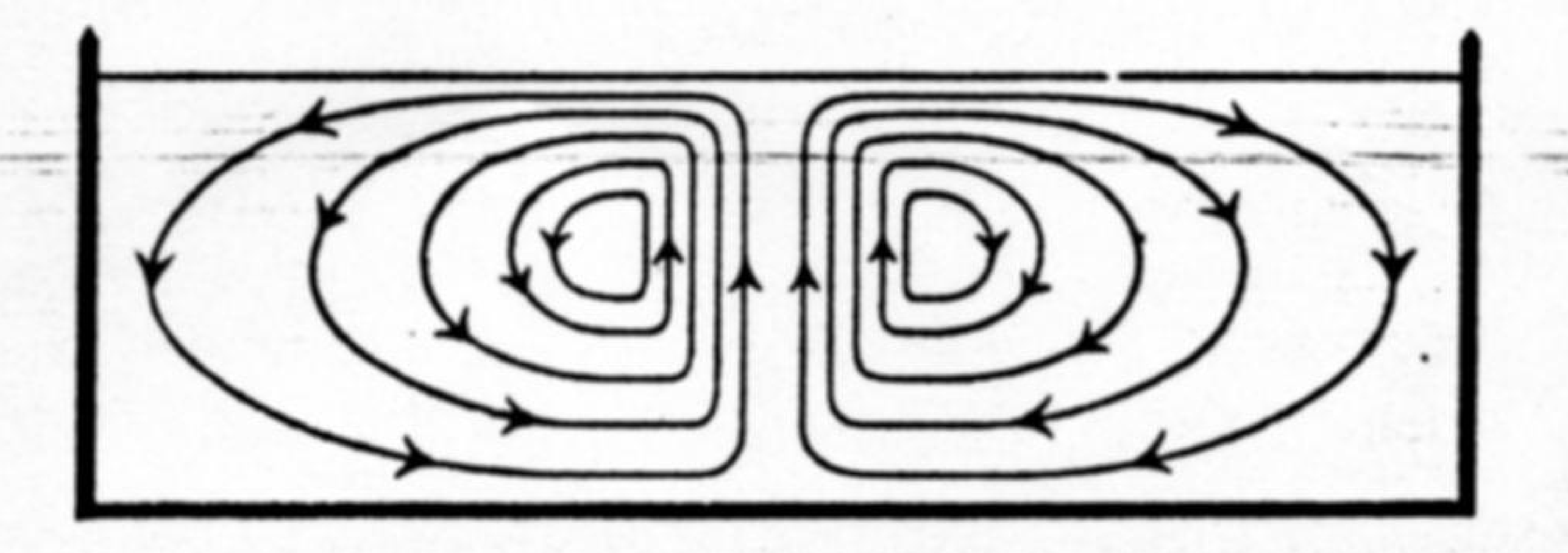


Figura 2.15. Sección de una «célula de convección» mostrando las direcciones de las corrientes de convección en una capa de líquido calentado uniformemente desde abajo.

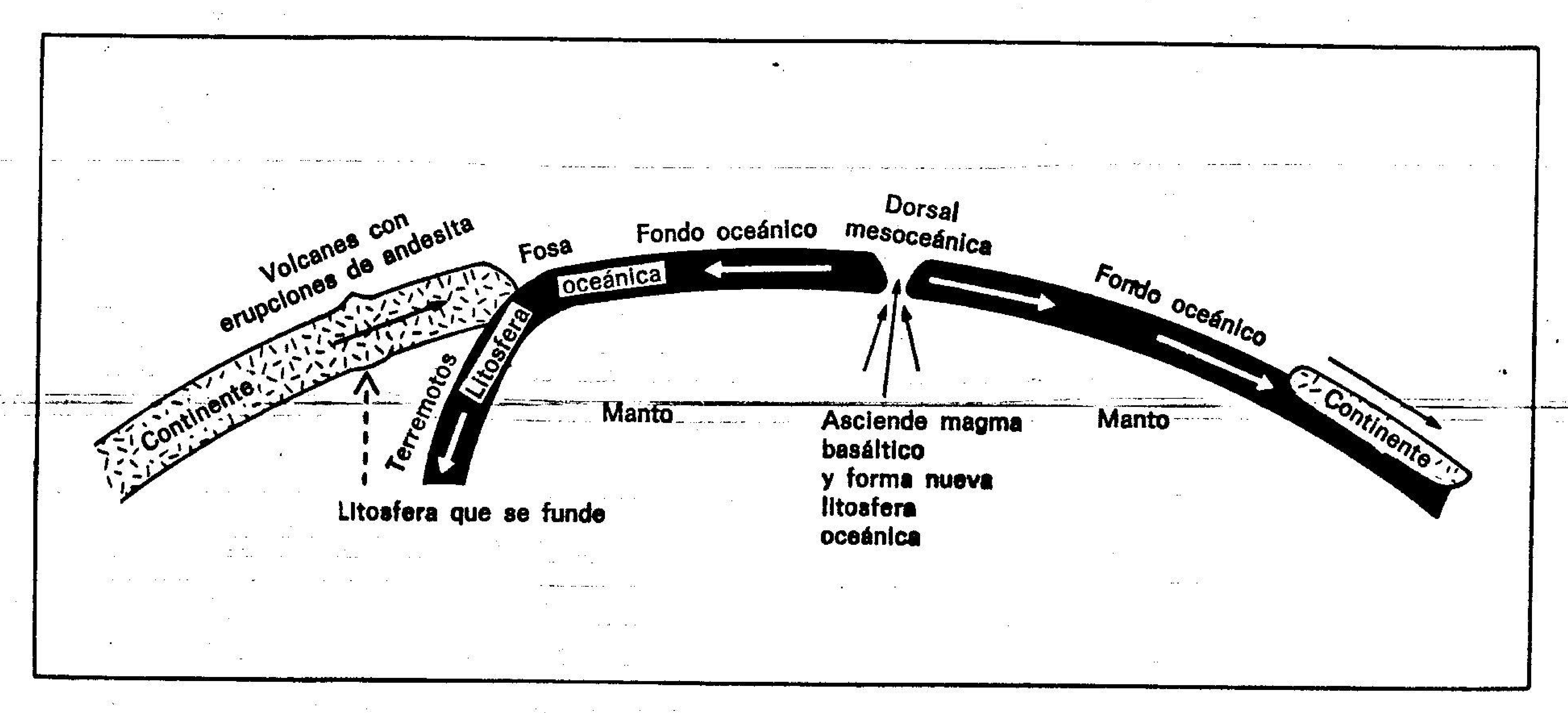


Figura 2.16. Representación diagramática de la formación de nueva corteza oceánica (en negro) a lo largo de una dorsal mesoceánica que, junto con la parte superior del manto, se va alejando y constituyendo litosfera oceánica a ambos lados de la dorsal. Las fosas oceánicas profundas representan la ubicación de las zonas de subducción y, en su lado continental, los focos de terremotos medios y profundos marcan la superficie de litosfera oceánica que desciende por el manto. El movimiento de la litosfera oceánica, alejándose de las dorsales mesoceánicas, se atribuye o al empuje del magma basáltico emplazado en las dorsales, o al deslizamiento gravitacional hacia la parte externa de las dorsales mesoceánicas, o al arrastre hacia abajo, ejercido en la litosfera oceánica descendente.

llones de años, los errores en el método radiométrico de datación resultan demasiado grandes, en relación con la duración de los períodos magnéticos, para que puedan usarse para establecer una escala de tiempo de las inversiones magnéticas de períodos anteriores.

Entretanto se ha descubierto que la corteza basáltica de los fondos oceánicos se caracteriza por un rayado «tipo cebra» de anomalías magnéticas que, en las proximidades de las dorsales mesoceánicas corresponde a las inversiones de la escala de tiempo magnética. Las anomalías de la corteza oceánica son paralelas a la dorsal y bilateralmente simétricas respecto a ella (fig. 27.15). Además, son cada vez más antiguas al alejarse de las dorsales. Así resulta evidente que la nueva corteza oceánica, formada por erupción de lava basáltica en las dorsales, se va desplazando lentamente hacia cada lado, alejándose del centro.

Las anomalías magnéticas se han detectado en gran parte de la corteza oceánica; calculando la velocidad de movimiento desde las posiciones de las anomalías magnéticas de edad conocida hasta las dorsales y asumiendo que estas velocidades se pueden extrapolar para épocas anteriores, ha sido posible calcular la edad aproximada de las anomalías más antiguas (fig. 27.16). De este modo se ha deducido que las anomalías magnéticas más alejadas de las dorsales tenían una edad de unos 70 u 80 millones de años. Estas conclusiones, deducidas de los descubrimientos geofísicos, se han confirmado extrayendo testigos de sedimento de los fondos oceánicos y, en cada testigo, datando los sedimentos que están en contacto inmediato con el basalto, recubriéndolo. Mediante el estudio de los testigos del Atlántico, se ha encontrado que el sedimento inferior, el que cubre el basalto, aumenta su edad cuanto más alejado está de la dorsal mesoceánica.

La pregunta que se plantea es qué le ha sucedido a la corteza más antigua de 80 a 150 millones de años y aquí entra la apreciación o quizá la comprensión completa del papel que juegan las fosas oceánicas profundas, sorprendentemente próximas a los márgenes continentales (fig. 2.7). Las fosas oceánicas, que alcanzan profundidades bajo el nivel del mar mucho mayores que la altura de las montañas más altas en la tierra, se caracterizan por la existencia de terremotos profundos en el lado continental de la fosa. Ciertamente, los puntos de origen (focos) de los terremotos aumentan

su profundidad, desde someros a profundos, a lo largo de un plano que se inclina unos 45 hacia los continentes adyacentes. Los terremotos son el paso de vibraciones procedentes de un foco donde, por ejemplo, rocas sujetas a esfuerzos, se rompen bruscamente. Se cree que los focos de los terremotos que se producen en el lado continental de las fosas oceánicas se sitúan en la superficie de la litosfera oceánica que desciende hacia el manto (fig. 2.16).

Como consecuencia de estos descubrimientos que revelaban la expansión del fondo oceánico ha surgido una hipótesis conocida como *tectónica de placas.* Se considera que la tierra está cubierta por seis placas grandes y rígidas como cáscaras y varias placas menores. Las placas, de unos 100 km de espesor, están formadas de corteza más la parte superior del manto, que juntos reciben el nombre de *litosfera.* La parte del manto situada inmediatamente bajo la litosfera se llama *astenosfera;* sobre ella, la litosfera se desplaza a medida que se va creando corteza nueva en las dorsales mesoceánicas, y desaparece en la profundidad de las fosas (fig. 2.16). La tasa de movimiento varía entre 1 cm por año en el Atlántico norte a unos 6 cm por año en el Pacífico sur. La parte superior de las placas puede estar constituida de corteza totalmente oceánica o de ambas, continental y oceánica. Si el borde que avanza de la placa está formado de corteza continental, ésta es demasiado liviana para sumergirse en el manto y como resultado de la compresión de la corteza siálica en el choque, se producen montañas plegadas a lo largo de estos márgenes continentales.

Las placas son las partes relativamente inertes de la superficie terrestre y están separadas una de otra por cinturones móviles caracterizados por terremotos, actividad volcánica y montañas plegadas. Las placas se mueven lentamente por la superficie terrestre, y como todas encajan, el movimiento de una de ellas debe afectar a todas las demás.

En los últimos capítulos de este libro se describen detalles de los descubrimientos esbozados aquí. Sin duda, estos descubrimientos influyen en nuestra interpretación de algunos de los rasgos superficiales de la tierra, como cordilleras plegadas, fosas oceánicas, zonas de terremotos y cinturones de actividad ígnea, volcánica e intrusiva. Los rasgos de la superficie terrestre, sin embargo, se originan a través de dos caminos distintos, aunque no del todo independientes (págs. 40, 41). Pueden originarse mediante procesos de la misma tierra o mediante procesos externos, como la acción del sol, la atmósfera, ríos, corrientes oceánicas, olas, etc. Lo que resulta afectado por los nuevos descubrimientos es, desde luego, nuestra comprensión de los fenómenos superficiales que dependen de los procesos internos de la tierra. Las explicaciones de los rasgos de la superficie terrestre que se originan por procesos externos no quedan afectadas, excepto si nos referimos a la inmensidad del tiempo geológico. Por ejemplo, las zonas climáticas terrestres, tal como son hoy en día, se explican igual que antes, pero ya no es una hipótesis, sino un hecho aceptado, que las zonas climáticas, aún manteniendo sus posiciones relativas una respecto a otra, en el pasado han ocupado distintas posiciones en la superficie de la tierra; los continentes se han movido en relación con los polos y unos respecto a otros.

Referencias seleccionadas

BULLARD, E., 1969, *The Origin of the Oceans*, Scientific American Offprint No. 880, Freeman, San Francisco.

CALDER, N., 1972, *Restless Earth*, B.B.C., London.

EMERY, K. O., 1969, *The Continental Shelves*, Scientific American Offprint No. 826, Freeman, San Francisco.

FISHER, R. L. and REVELLE, R., 1955, *The Trenches of the Pacific*, Scientific American Offprint No. 814, Freeman, San Francisco.

HALLAM, A., 1973, 'A Revolution in the Earth Sciences', from *Continental Drift to Plate Tectonics*, Clarendon Press, Oxford.

KING, L. C., 1967, *The Morphology of the Earth* (2nd edn.). Oliver and Boyd, Edinburgh.

TARLING, D. H., and M. P., 1971, *Continental Drift: A Study of the Earth's Moving Surface*, Penguin, Harmondsworth.

GEOLOGICAL MUSEUM, 1972, *The Story of the Earth*, H.M.S.O. for the Institute of Geological Sciences.